

ارزیابی خطر سونامی در دریای مازندران

هادی گریوانی، استادیار، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی،

E-mail: gerivani@inio.ac.ir

چکیده: یکی از خطرات سهمگین که در اثر امواج لرزه‌ای به خصوص امواج زلزله در محیط‌های آبی عمیق ایجاد می‌شود، سونامی است. امواج دریایی ایجاد شده با سرعت قابل توجهی به پیش رفته و با کاهش عمق آب و برخورد موج با بستر، شکسته شده و خسارات فراوانی را ایجاد می‌نمایند. در دریای مازندران علیرغم این‌که بیشتر بخش‌های آن از عمق کمی برخوردار است؛ اما در مناطقی نزدیک به سواحل ایران، عمق آب به بیش از 1000 متر افزایش می‌یابد. از این رو ضرورت دارد تا این خطر مورد توجه قرار گرفته و بررسی گردد. در این مطالعه ابتدا مکانیسم و عوامل مؤثر در وقوع سونامی و قدرت تخریب آن مورد بررسی قرار گرفته و سپس به بررسی سوابق تاریخی سونامی در این دریا و مدل‌سازی‌های انجام شده در این خصوص پرداخته می‌شود. بر اساس مطالعات انجام شده، می‌توان وقوع سونامی با ارتفاع تا سه متر را در سواحل جنوبی دریای مازندران انتظار داشت.

کلیدواژه‌ها: دریای مازندران، سونامی، زلزله، زمین‌لغزش، گلفشان

1 - مقدمه

زلزله یکی از مهم‌ترین عوامل محرک سونامی به شمار می‌آید، توجه به خطرات ناشی از این پدیده در این دریا ضروری می‌نماید. علاوه بر این، بستر دریای مازندران گلفشان‌های فعال و با ابعاد بزرگ و نیز زمین‌لغزش‌های زیردریایی متعددی دارد که وقوع آن‌ها نیز می‌تواند نیروی اولیه بسیار زیادی را برای تشکیل سونامی ایجاد نماید. علیرغم این‌که عمق دریای مازندران در بیشتر مناطق نسبتاً کم است که این امر احتمال سونامی‌های بزرگ مانند آنچه در آب‌های آزاد و عمیق رخ می‌دهد را منتفی می‌نماید؛ اما حضور عوامل محرک اصلی که بدان اشاره شد از یک‌سو، عمق قابل توجه آن (تا 1000 متر) در بخش جنوبی و نزدیک سواحل ایران از سوی دیگر و نیز گسترش قابل توجه شهرها و صنایع در سواحل این دریا، ضرورت بررسی خطر سونامی در این بخش را اجتناب‌ناپذیر می‌نماید. در این بخش بر اساس منابع موجود و مطالعات محدود انجام شده به این مهم پرداخته خواهد شد.

سونامی ممکن است در اثر نیروی ناشی از زمین‌لرزه‌ها، آتشفشان‌ها، گلفشان‌ها و لغزش‌های زیردریایی و یا لغزش و سقوط یک‌باره حجم عظیمی از مواد مانند یک زمین‌لغزش در حاشیه دریا یا سقوط یک شهاب‌سنگ رخ دهد. امواج سونامی در آب‌های آزاد با طول موج بسیار بلند، پریود بلند، ارتفاع بسیار کم و سرعت خیلی زیاد حرکت می‌کنند؛ اما هنگام ورود به آب‌های کم‌عمق دچار شکست شده و ارتفاع آن‌ها چندین برابر می‌شود. این امواج به علت انرژی عظیمشان می‌توانند تا بیش از یک کیلومتر در ساحل پیشروی کنند و خشکی را برای چند دقیقه با سیلاب بپوشانند. دریای مازندران به‌ویژه بخش جنوبی آن در منطقه‌ای با فعالیت لرزه‌خیزی بالا قرار دارد و زلزله‌های متعددی در این منطقه ثبت شده است که گهگاه مانند زلزله منجیل و رودبار (1369) خسارات فراوانی در پی داشته است. از آنجایی‌که

2 - کلیاتی درباره پدیده سونامی

2-1 - فیزیک سونامی

سونامی‌ها دسته‌ای از امواج ثقلی هستند که عموماً در اثر جابه‌جایی کف دریا ایجاد می‌شوند. اگر در یک سیال، چگالی با ارتفاع تغییر کند، در صورت جابه‌جایی سیال از حالت تعادل، نیروی گرانش باعث ایجاد امواج ثقلی می‌شود. گرچه چگالی آب صرف‌نظر از تغییرات جزئی ناشی از درجه شوری و دما، تقریباً ثابت است، اما از آنجایی که چگالی آب در حدود 1000 کیلوگرم بر مترمکعب و چگالی هوا در حدود 1/2 کیلوگرم بر مترمکعب است، در سطح دریا، چگالی به حدود 0/001 آب دریا تقلیل یافته و زمینه برای ایجاد امواج ثقلی فراهم می‌گردد. از نظر تئوری سونامی، برای مطالعه این پدیده، کف دریا صلب در نظر گرفته شده که بر روی آن سیالی غیرلزج، همگن و غیرقابل تراکم قرار دارد که در معرض یک میدان گرانشی ثابت است. مطالعات و آزمایش‌ها نشان داده که در صورت عدم برقراری کامل این مفروضات، نتایج تنها تا حدودی تغییر می‌کنند و بنابراین فرضیات فوق تأثیر قابل توجهی در نتایج نخواهد داشت. علاوه بر این مطابق با تئوری خطی امواج، فرض می‌شود نسبت دامنه موج به طول موج بسیار کوچک‌تر از یک است. عموماً این فرض تنها در مرحله نهایی برخورد امواج سونامی با بستر کم‌عمق دریا در نزدیکی ساحل به چالش کشیده می‌شود. بر مبنای تئوری امواج سرعت فاز $C(\omega)$ و سرعت گروهی $u(\omega)$ امواج ثقلی با روابط (1) و (2) بیان می‌شود:

$$C(\omega) = \sqrt{\frac{g \cdot h \cdot \tanh(k(\omega) \cdot h)}{k(\omega) \cdot h}} \quad (1)$$

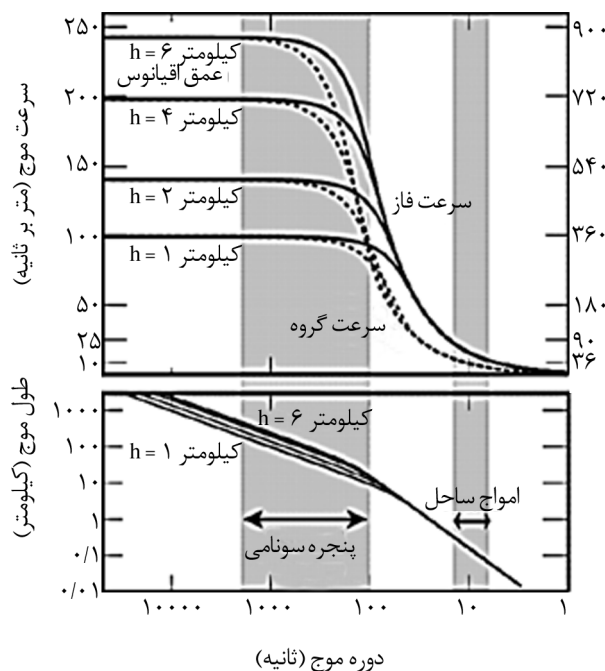
$$u(\omega) = C(\omega) \left[\frac{1}{2} + \frac{k(\omega) \cdot h}{\sinh(2k(\omega) \cdot h)} \right] \quad (2)$$

که در این روابط، g شتاب ثقل، h عمق آب، k عدد موج و ω فرکانس است. رابطه بین عدد موج با فرکانس و طول موج با استفاده از روابط (3) و (4) بیان می‌شود:

$$\lambda(\omega) = 2\pi / k(\omega) \quad (3)$$

$$\omega^2 = g \cdot k(\omega) \cdot \tanh(k(\omega) \cdot h) \quad (4)$$

در شکل (1) سرعت فاز، سرعت گروهی و طول موج بر حسب عمق اقیانوس و برای امواجی با دوره تناوب یک تا 50 هزار ثانیه ارائه شده است. امواج عادی دریا دوره تناوبی در حدود 10 ثانیه و طول موجی در حدود 100 متر دارند در مقایسه امواج سونامی طول موجی حداقل سه برابر عمق اقیانوس در محل ایجاد داشته و به‌ندرت طول موجی کمتر از 10 کیلومتر دارند. اندازه آشفتگی ایجادشده در کف اقیانوس عموماً حد بالایی طول موج را مشخص می‌کند. همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود، امواج سونامی سرعت حرکت نسبتاً بالایی دارند که با عمق آب افزایش می‌یابد و در قسمت‌های عمیق اقیانوس سرعت‌هایی در حدود 200 متر بر ثانیه می‌یابند. هر سه عامل دوره تناوب، طول موج و سرعت بالای امواج سونامی در افزایش قدرت تخریب آن مؤثرند.



شکل (1): سرعت فاز، سرعت گروهی و طول موج امواج سونامی در دوره تناوب‌های مختلف برای عمق‌های متفاوت دریا [1].

با توجه به طول موج و عمق دریا، امواج سونامی به دو دسته قابل تقسیم است: امواج بلند (long wave) که در آن‌ها شرط $h \gg \frac{1}{k} \gg \lambda$ برقرار است و امواج کوتاه (short wave) که در آن‌ها شرط $h \ll \frac{1}{k} \ll \lambda$ صادق

$$F(k) = \int_{r_0}^{\infty} dr_0 u_z^{bot}(r_0) e^{-i(k \cdot r_0 - \omega(k) \cdot t(r_0))} \quad (6)$$

این رابطه از سه بخش تشکیل شده است: $F(k)$ طیف عدد موج بالآمدگی کف دریا را بیان داشته که با دامنه و توزیع زمانی و مکانی بالآمدگی مرتبط است. حداکثر $F(k)$ تحت تأثیر میزان بالآمدگی بوده و هر چه بالآمدگی بزرگ‌تر باشد، امواجی با طول موج بزرگ‌تر و فرکانس کمتر ایجاد می‌کند. عبارت $1/\cosh(k \cdot h)$ به‌عنوان یک فیلتر پایین‌گذر (lowpass) برای طیف چشمه $F(k)$ عمل می‌کند. عملکرد این فیلتر به‌گونه‌ای است که امواجی با طول موج بزرگ‌تر از سه برابر عمق دریا سهم مهمی در ایجاد سونامی خواهند داشت.

2-2-2- انتشار موج سونامی

در یک محیط آبی با عمق ثابت، امواج سونامی به‌صورت حلقه‌هایی دایره‌ای منتشر شده و مسیر امواج همانند پره‌های چرخ هستند؛ اما در اقیانوس‌ها به علت وجود ناهمواری‌های کف و تغییرات موضعی عمق آب، سرعت امواج از نقطه‌ای به نقطه دیگر، حتی برای یک فرکانس خاص، متغیر است. در نتیجه مسیر امواج منکسر شده و به شکل خطوط خمیده درمی‌آیند. از این رو در اقیانوس‌ها، زمان رسید و دامنه امواج سونامی نیازمند تعدیل‌هایی نسبت به فرض عمق آب یکنواخت است. مناسب‌ترین راه‌حل انتگرال‌گیری روی فرکانس به‌جای انتگرال‌گیری روی عدد موج است. زیرا فرکانس برخلاف عدد موج ثابت است. حرکات عمودی ناشی از انتشار موج سونامی با تقریب خوبی به‌صورت زیر بیان می‌شود [1]:

$$u_z^{surf}(r, t) = \int_0^{\infty} \frac{\cos(\omega t) d\omega}{2\pi k(\omega) u(\omega)} \times J_0(\omega T(r, \omega)) F_0(k(\omega)) G(r) S_L(\omega, r) \quad (7)$$

در این رابطه، فاکتور انتشار هندسی $G(r)$ و فاکتور کم‌زرفایی $S_L(\omega, r)$ وارد شده‌اند. در اقیانوس با کف صاف و یکنواخت، در نتیجه انتشار هندسی افت دامنه با نرخ $1/\sqrt{r}$ رخ می‌دهد. فاکتور انتشار هندسی به‌صورت رابطه (8) تعریف می‌شود:

است. در امواج بلند $k \cdot h$ به سمت صفر میل کرده و انتشار بدون پراکندگی (dispersive) خواهد بود اما در امواج کوتاه $k \cdot h$ به سمت بی‌نهایت میل کرده و انتشار همراه با پراکندگی است. در نتیجه پراکندگی، کاهندگی امواج کوتاه قابل توجه خواهد بود. امواج سونامی رفتاری از هر دو نوع دارند. به‌گونه‌ای که در مناطق دور از ساحل با عمق آب زیاد، رفتاری همانند امواج بلند داشته و در نزدیکی ساحل و با کاهش عمق آب به امواج کوتاه تبدیل خواهند شد.

2-2- مراحل مختلف سونامی

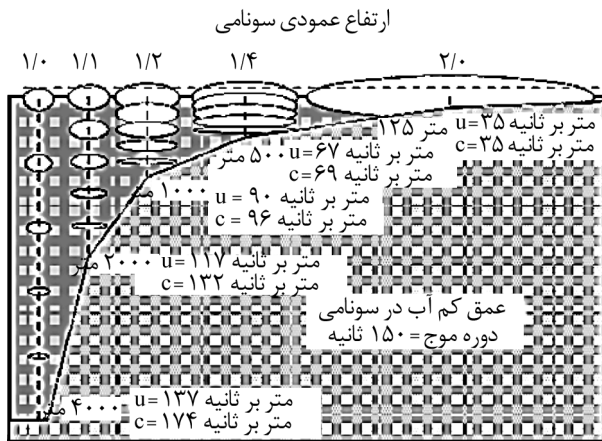
سونامی‌های بزرگ علی‌رغم این‌که پدیده‌های بسیار مخربی هستند، اما نسبت به سایر بلایای طبیعی فراوانی کمتری دارند. سونامی‌هایی با ارتفاع بالای 2 متر به‌ندرت رخ می‌دهند. برای سونامی‌هایی با ارتفاع و قدرت تخریب زیاد، زلزله‌ای با بزرگای 8 یا بیشتر در مقیاس بزرگای گشتاوری باید در زیر آب رخ دهد. به‌طور متوسط هر سال یک زلزله با بزرگای گشتاوری بیش از 8 رخ داده و از میان هر ده زلزله، یکی در زیر آب بوده و مکانیسم گسلی مناسبی برای وقوع سونامی دارد. با این حال تعداد سونامی‌های کوچک در سال نسبتاً زیاد است. امروزه حسگرهای فشار در کف اقیانوس می‌توانند سونامی‌هایی در ابعاد چند سانتیمتری را ثبت کنند. در هر حال، صرف‌نظر از مقیاس، تمام سونامی‌ها شامل سه مرحله انگیزش و ایجاد (excitation and generation)، انتشار (propagation) و شکست (shoaling) هستند.

2-2-1- منشأ سونامی

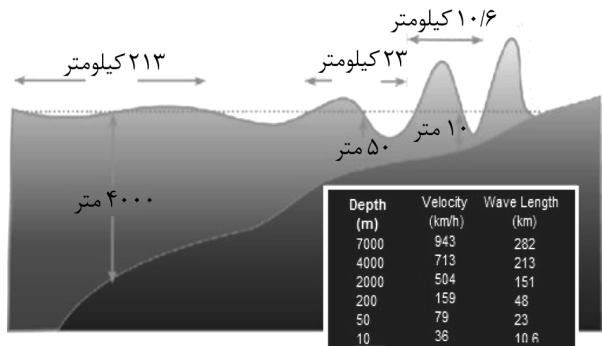
فرض کنیم کف اقیانوس در نقطه r_0 در اثر یک عامل محرک مانند زلزله به میزان $u_z^{bot}(r_0)$ در زمان $t(r_0)$ بالا بیاید. با توجه به تئوری امواج سونامی، در یک محیط آبی با عمق یکنواخت، این آشفتگی در کف اقیانوس در نقطه‌ای مانند r در زمان t امواج سطحی سونامی ایجاد خواهد نمود که به‌صورت روابط (5) و (6) بیان می‌گردد [1]:

$$u_z^{surf}(r, t) = \text{Re} \int_k dk \frac{e^{i(k \cdot r - \omega(k) t)}}{4\pi^2 \cosh(k \cdot h)} F(k) \quad (5)$$

افزایش کاهندگی و کاهش سرعت سونامی می‌شود، با این حال سرعت سونامی به اندازه‌ای زیاد است که انرژی کافی برای ویران کردن ساختمان‌ها و انتقال کشتی‌ها به داخل خشکی را داراست.



شکل (2): اثر کم‌ژرفایی بر روی تابع مشخصه امواج سونامی (موقعیت ذرات در زمان). کاهش عمق آب باعث تمرکز انرژی موج در حجم کوچک‌تری از آب شده و این امر موجب افزایش دامنه امواج می‌گردد [1].



شکل (3): تغییرات سرعت و طول موج سونامی با عمق آب در طول مرحله خیزش و شکست [1].

3-2-3 عوامل محرک سونامی

عموماً مهم‌ترین چشمه ایجاد سونامی، زلزله‌های رخ داده در بستر اقیانوس‌ها هستند. برخی محققین مانند یانورسکایا و همکاران [2] کوشش‌هایی برای مدل‌سازی چگونگی تأثیر زلزله‌های خشکی بر رخداد سونامی انجام داده‌اند، اما هنوز نوع تأثیر زلزله‌های خشکی بر رخداد سونامی و چگونگی انتقال انرژی این زلزله‌ها به آب هنوز به‌درستی مشخص

$$G(r) = \sqrt{\frac{rL_0}{L(r)}} \quad (8)$$

در این رابطه L_0 و $L(r)$ فاصله عرضی بین دو موج مجاور به ترتیب در نزدیکی چشمه و نزدیکی محل مشاهده را بیان می‌کنند. رابطه فوق، انکسار ناشی از عوارض توپوگرافی بستر دریا را نیز وارد رابطه انتشار موج سونامی کرده و موجب افزایش و کاهش محلی دامنه گردیده و ارتفاع سونامی را تا 50 درصد در یک نقطه افزایش یا کاهش می‌دهد. البته از آنجایی که مقدار انرژی کل ثابت است، تمرکز آن در یک مکان و افزایش دامنه موجب عدم تمرکز آن در مکان دیگر و کاهش دامنه می‌شود [1].

3-2-2- خیزش و شکست موج در سونامی

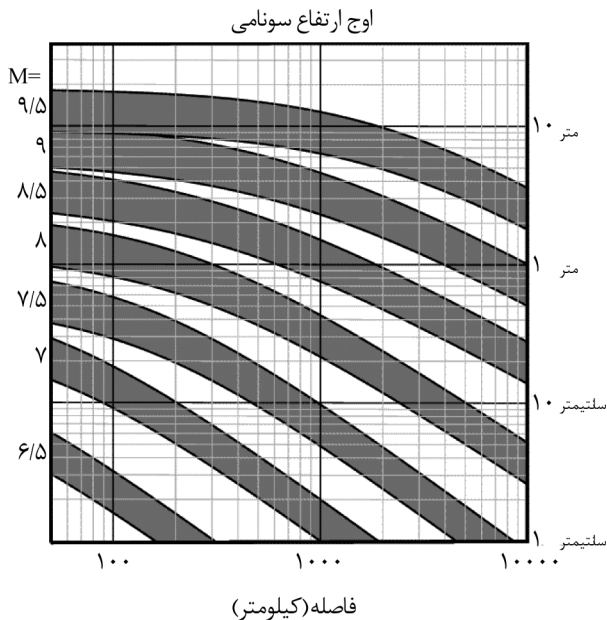
در نزدیک ساحل عمق آب کاهش یافته و دامنه امواج افزایش می‌یابد که به این پدیده خیزش (runup) گفته می‌شود. خیزش شامل دو جزء خطی و غیرخطی است. به این اثر عمق کم بر روی امواج سونامی، اثر کم‌ژرفایی اطلاق شده و با فاکتور کم‌ژرفایی (S_L) بیان می‌شود که بر اساس تئوری خطی امواج داریم [1]:

$$S_L(\omega, r) = \sqrt{\frac{u(\omega, h(r))}{u(\omega, h)}} \quad (9)$$

میزان فاکتور کم‌ژرفایی به نسبت سرعت گروه امواج در چشمه تشکیل سونامی و ساحل بستگی دارد. شکل‌های (2) و (3) اثر کم‌ژرفایی بر روی یک موج سونامی را نشان می‌دهند. همان‌طوری که در شکل (2) قابل مشاهده است، موج از سرعت 137 متر بر ثانیه در عمق 4 هزار متر به سرعت 35 متر بر ثانیه در عمق 125 متری رسیده است و ارتفاع آن دو برابر شده است.

وقتی سونامی به ساحل می‌رسد، اصطکاک با کف اقیانوس سرعت حرکت جبهه موج را کم می‌کند، از این رو در عمق‌های مختلف امواج سونامی اختلاف سرعت به وجود آمده و سبب می‌شود که موج‌های عقبی بر موج‌های جلویی انباشته شوند. این امر موجب ایجاد امواجی با ارتفاعی بیش از 10 متر می‌گردد. گرچه ورود به بخش‌های کم عمق ساحل و تغییر رفتار امواج از امواج بلند به امواج کوتاه، باعث

خطی و نقطه‌ای داشته باشیم، حداکثر دامنه امواج تغییری نکرده و تنها الگوی فضایی امواج متفاوت خواهد بود. این نکته در مطالعه محرک‌های نقطه‌ای مانند زمین‌لغزش‌های زیردریایی و گلفشان‌ها اهمیت ویژه‌ای خواهد داشت. در شکل (4) برآوردی از حداکثر ارتفاع امواج سونامی در اثر زلزله‌های مختلف در فواصل متفاوت ارائه شده است.



شکل (4): برآورد حداکثر ارتفاع امواج سونامی در فواصل مختلف برای زلزله‌هایی با بزرگای 6/5 تا 9/5 که در دریایی به عمق 4000 متر رخ داده‌اند. در هر زلزله، دامنه موج به صورت نواری خاکستری نمایش داده شده است تا تأثیر آنومالی‌های محلی در دامنه امواج را نیز شامل شود. در این محاسبات، اثر کم‌ترقایی وارد نشده است [1].

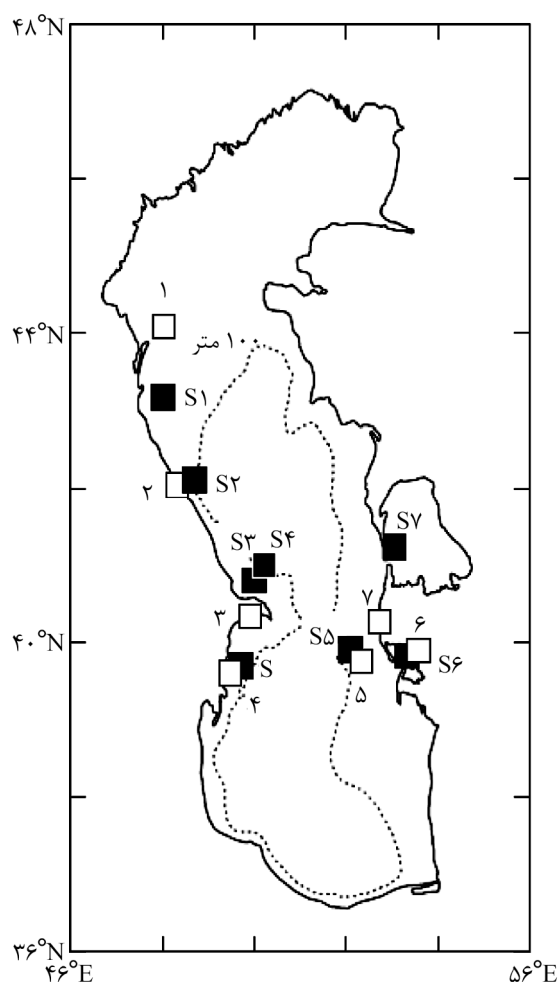
پس از زلزله به‌عنوان مهم‌ترین عامل محرک خطی و صفحه‌ای سونامی، زمین‌لغزش و گلفشان‌های زیردریایی نیز به‌عنوان چشمه‌هایی نقطه‌ای می‌توانند در ایجاد سونامی نقشی قابل توجه داشته باشند. اهمیت سونامی‌های ناشی از زمین‌لغزش پس از سونامی سال 1998 در گینه‌نو که به دلیل یک زمین‌لغزش بزرگ ایجاد شده بود، روشن شد. امواج در این سونامی ارتفاعی 15 متر داشته و باعث غرقاب شدن منطقه‌ای به عرض 20 کیلومتر از ساحل و کشته شدن 2200 نفر گردید [4]. سونامی‌های ناشی از

نیست. البته به‌عنوان یک قضاوت اولیه بر این مسئله تقریباً اتفاق نظر وجود دارد که بخش بسیار کوچک‌تری از انرژی زلزله‌های خشکی در مقایسه با زلزله‌های رخ داده در بستر دریاها به آب منتقل می‌شود. از سوی دیگر به علت رخداد نسبتاً نادر سونامی در اثر زلزله‌های خشکی، بین برخی صاحب‌نظران برای تعریف این پدیده به‌صورت سونامی یا سایر مخاطرات دریایی اختلاف نظر وجود دارد. طبیعتاً انتظار می‌رود اکثر مشخصات سونامی تابع پارامترهای زلزله‌ای باشد که آن را به وجود می‌آورد. مهم‌ترین این پارامترها ممان لرزه‌ای، سازوکار و عمق کانونی زلزله هستند. به‌جز این عوامل، عمق آب در محل رخداد زلزله نیز عامل بسیار مهمی است، زیرا حجم آب متأثر شده از زلزله، در میزان انرژی سونامی ایجادشده بسیار مؤثر است.

ممان لرزه‌ای، قدرت زلزله را نشان داده و تابع سختی سنگ‌ها (rigidity) در محل گسلیده، مساحت گسیختگی و لغزش متوسط گسل است. اگر سایر پارامترها ثابت باشند، هر چه ممان لرزه‌ای بزرگ‌تر باشد، سونامی بزرگ‌تری ایجاد می‌شود. سازوکار گسلش، جهت یافتگی گسل لرزه‌زا و جهت لغزش روی سطح گسل را نشان می‌دهد. نقش سازوکار به‌اندازه ممان لرزه‌ای واضح و بدیهی نیست [1]؛ اما می‌توان گفت زلزله‌ای با جابه‌جایی قائم زیاد نسبت به زلزله‌ای با جابه‌جایی افقی زیاد نقش مؤثرتری در ایجاد سونامی دارد، از این رو، هر چه لغزش، مؤلفه شیب‌لغز بزرگ‌تری داشته باشد، ارتفاع موج اولیه بیشتر و سونامی قدرتمندتر خواهد بود. جابه‌جایی بستر اقیانوس تابع دو عامل بزرگا و مکانیسم زلزله است. البته در برخی موارد استثنایی تابع توپوگرافی بستر دریا نیز هست [3]. آشکار است که هرچه عمق کانونی زلزله کمتر باشد، سونامی قدرتمندتری ایجاد خواهد شد. مدل‌سازی‌ها همچنین نشان می‌دهد که صرف‌نظر از سازوکار گسل، عموماً امواج سونامی در جهت عمود بر امتداد گسل‌های طولانی منتشر می‌شوند و در جهت موازی با امتداد گسل، امواج تقریباً حذف می‌شوند. با کمک این مفهوم می‌توان مناطقی را که انتظار بلندترین امواج در آن‌ها می‌رود، مشخص کرد؛ بنابراین اگر دو زلزله کاملاً مشابه با دو چشمه

محلی، زمین لغزش زیر دریایی و انفجار گلفشان‌ها ناشی شده‌اند. بر اساس این مشاهدات تاریخی، بالاترین ارتفاع گزارش شده برای سونامی در دریای مازندران 1 تا 2 متر بوده است. شکل (5) نقشه موقعیت این رخدادها را در دریای مازندران نشان می‌دهد [8].

همان‌طور که در شکل (5) مشاهده شد سونامی‌های گزارش شده توسط محققین فوق‌الذکر عموماً در بخش میانی و شمالی دریای مازندران متمرکزند که این امر از عدم دسترسی کافی این محققین به منابع تاریخی ایران حکایت دارد.



شکل (5): موقعیت مکانی سونامی‌ها و نوسانات دریایی مشابه با سونامی با مربع‌های توخالی و با شماره‌های (1) تا (7) و مناطق دارای فعالیت لرزه‌خیزی بالا شامل S1 تا S7 با مربع‌های توپر نمایش داده شده است. در این شکل شماره‌های (1) تا (7) به ترتیب به این مناطق اشاره دارند: ترکا، دریند، باکو، جزیره ایلینوی، لیوانو، خلیج کراسنوسک و کولی مایاک [8].

زمین لغزش‌ها و گلفشان‌ها برخلاف سونامی‌های ناشی از زلزله که در امتداد عمود بر خط گسلش منتشر می‌شوند، به صورت شعاعی از نقطه فعالیت زمین لغزش یا گلفشان انتشار می‌یابند. مساحت کمتر در چشمه‌های نقطه‌ای، منجر به تولید امواج کوتاه‌تری در مقایسه با زلزله می‌شود. کاهندگی ناشی از پراکندگی امواج بلند و گسترش شعاعی باعث محدود شدن اثرات این سونامی‌های ناشی از منابع نقطه‌ای در فواصل دور می‌شود؛ اما از طرف دیگر امواج بلندتر در سواحل کم‌عمق، افزایش بیشتری در ارتفاع امواج نشان می‌دهند. برخلاف زلزله‌ها، زمین لغزش‌ها و گلفشان‌های واقع در مناطق کم‌عمق‌تر به دلیل این‌که انرژی بیشتری به آب منتقل می‌کنند، سونامی‌های بزرگ‌تر و مخرب‌تری را ایجاد می‌کنند. زمان تولید و انتقال امواج در این دو نوع سونامی متفاوت است به گونه‌ای که در اثر زلزله جابه‌جایی قائم سریعاً به آب منقل شده در حالی که در مورد زمین لغزش این امر با سرعت کمتری انجام می‌گیرد؛ بنابراین سرعت وقوع زمین لغزش و گلفشان نیز در ویژگی‌های سونامی ایجاد شده مؤثر خواهد بود.

3 - سابقه رخداد سونامی در دریای مازندران و محدوده مکانی آن‌ها

نخستین تلاش‌ها برای مطالعه سونامی در دریای مازندران به یک دهه اخیر بازمی‌گردد. از این رو در این خصوص گزارش‌ها و مطالعات اندکی در دسترس بوده که عموماً به بخش‌های شمالی و میانی دریای مازندران محدود می‌شود که توسط روس‌ها انجام شده است. مشاهداتی توصیفی از سونامی در دریای مازندران که با جستجو در منابع تاریخی حاصل شده، از سال 743 تا 1989 توسط نیکونو [5]، پلینوسکی [6] و دوتسنکو [7] گزارش شده که خلاصه‌ای از آن‌ها در جدول (1) به نقل از دوتسنکو و همکاران [8] ارائه شده است. موارد ارائه شده در جدول (1) که در سال‌های 746، 918، 957، 1668، 1895، 1902، 1986 و 1989 رخ داده، پس از یک زلزله بوده‌اند. سایر رخدادها احتمالاً از عوامل طبیعی نامعلوم مانند زلزله‌های

جدول (1): گزارش‌های توصیفی از رخداد‌های سونامی در دریای مازندران [8].

تاریخ	مکان	مشاهدات
743	در بند (Derbent)	بخش‌هایی از سواحل به زیر آب فرو رفت.
918	در بند (Derbent)	بخش‌هایی از سواحل به زیر آب فرو رفت.
957	در بند (Derbent)	پایین افتادن تراز دریا باعث جابه‌جایی افقی خط ساحلی در حد 150 متر نسبت به موقعیت قبلی آن شد.
1668	ترکا (Terka)	بخش‌هایی از ساحل مستغرق شده و بالا آمدن تراز آب دریا در دلتای رودخانه ترک (Terek) مشاهده شد.
1868/04/26	باکو	بالا و پایین شدن آب دریا در زمانی کوتاه با ارتفاعی حدود 0/45 متر مشاهده شد.
1876/03/09	جزیره ابلینوی (Oblivnoy)	نوسان غیرمعمول دریا پس از صدای غرش زیرآبی در شرایط آرامش کامل دریا. این رخداد از داخل کشتی مشاهده شده است.
1895/06/27	خلیج کرسنوووسک (krasnovodsk)	در اثر بالا آمدن آب در خلیج، سیلاب مناطق شمالی و غربی Uzun-Ada را گرفته و امواجی با ارتفاع زیاد ساختمان‌ها و اسکله منطقه را فرا گرفت. تعدادی از خانه‌های چوبی توسط امواج به دریا برده شده و خطوط لوله تخریب شد.
1902/12/31	باکو	امواجی غیرمعمول پس از زلزله مخربی در شیمها (Shimaha) باعث تکان‌های خطرناک در کشتی‌های واقع در بندر گردید.
1933/05/09	کولی مایاک (Kuuli-Mayak)	برای مدت 10 دقیقه تراز آب دریا به‌صورت ناگهانی تا 1/35 متر بالا آمده و کشتی‌های ماهیگیری و تجهیزات دیگر به دریا برده شد.
1939/04/12	لیوانو شوال (Livanov Shoal)	عبور یک موج منفرد با ارتفاع زیاد توسط دو کشتی که 15 مایل از هم فاصله داشتند، مشاهده شد.
1960/04/26	باکو	نوسانات سطح دریا با ارتفاعی تا حدود 1 متر به مدت 2 تا 3 ساعت مشاهده شد.
1986/03/06	لیوانو شوال (Livanov Shoal)	نوسانات غیرمعمول فرکانس بالای سطح دریا با ارتفاعی در حد 2 تا 3 سانتیمتر در رومرکزی زلزله به مدت 1 تا 1/5 دقیقه مشاهده شد.

بین استرآباد و شاهرود را ویران کرد و سبب برآمدن امواجی در دریا در حدفاصل انزلی و آشوراده شد.

- 4 دسامبر 1910 - مغان: امواج دریا پس از زلزله در آستارا مشاهده شد.

با توجه به این گزارش‌های تاریخی، در صورتی که صحت نسبی این گزارش‌ها را بپذیریم، می‌توان چنین استنباط کرد که در دریای مازندران به‌خصوص بخش جنوبی آن علاوه بر زلزله‌های زیر دریایی، زلزله‌های خشکی نیز توان اعمال نوساناتی در آب دریای مازندران را دارا هستند و باید در مطالعات آینده موردتوجه قرار گیرند.

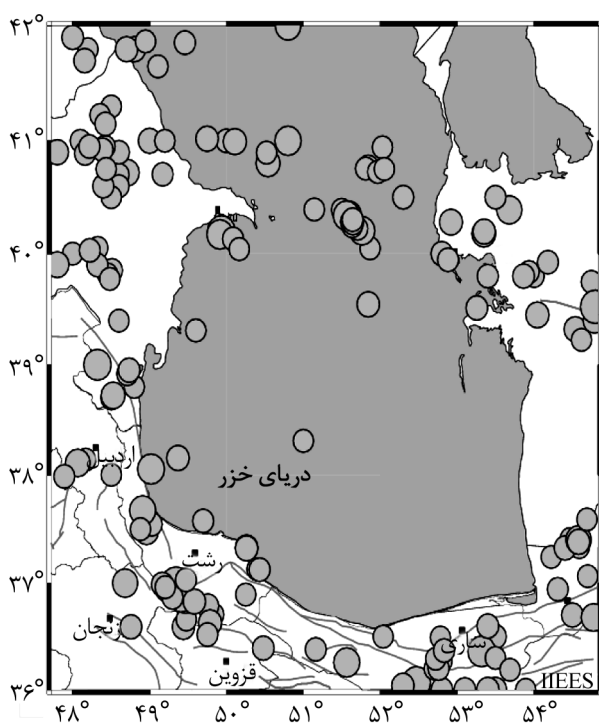
4 - عوامل محرک سونامی در دریای مازندران و مدل‌سازی‌های انجام‌شده

همان‌طوری که پیش‌تر نیز عنوان شد، زلزله‌ها، زمین‌لغزش‌ها و گلفشان‌های زیردریایی مهم‌ترین عوامل محرک سونامی احتمالی در دریای مازندران به شمار می‌آیند. علاوه بر این، گزارش‌های تاریخی در ایران، رخداد سونامی و نوسانات دریایی در اثر زلزله‌های خشکی را نیز پیشنهاد

گزارش‌های تاریخی از زلزله‌ها و پدیده‌های مرتبط با آن در ایران توسط امبرسیز و ملویل 1982 [9] گردآوری شده‌اند که بررسی آن نشان می‌دهد مواردی از تغییرات ناگهانی سطح آب و نوسان آن در پی زلزله‌های ایران در دریای مازندران گزارش شده است که احتمالاً با پدیده سونامی مرتبط بوده‌اند. این موارد عبارتند از:

- 23 فوریه 958 - ری - طالقان: زمین‌لرزه فاجعه‌باری در شمال مرکزی ایران رخ داد - افت نامعمولی در تراز آب دریای مازندران گزارش شده که البته قطعی نیست که قبل یا بعد از زلزله رخ داده است.
- 20 آوریل 1608 - طالقان: زمین‌لرزه بزرگی در جنوب گیلان رخ داد. لرزه در بیش از 300 کیلومتر آن‌طرف‌تر در شبه‌جزیره میانکاله با جنبش‌های شدید زمین همراه بود و امواج بزرگی در دریای مازندران پدید آمد که کرانه را در هم کوبید.
- 26 آوریل 1868: نوسانات شدید تراز آب دریای مازندران که به زلزله نسبت داده شده (حدود 1 متر در عرض یک ساعت).
- 11 ژوئیه 1890 - تاش - شاهرود: زلزله ویرانگری ناحیه

نموده‌اند. شکل (6) نقشه توزیع زلزله‌های رخ داده با بزرگای بیش از 5 را در دریای مازندران و مناطق پیرامون آن نشان می‌دهد. همان‌طور که مشخص است بخش‌های میانی از فروافتادگی جنوبی دریای مازندران لرزه‌خیزی بسیار اندکی داشته و بیشتر زلزله‌های این منطقه در جنوب و غرب دریا در خشکی‌های ایران و آذربایجان و نیز در بخش مرکزی دریا در ارتفاعات زیردریایی موجود در ادامه کپه داغ و قفقاز متمرکز شده‌اند. در مطالعه‌ای، اولوموو [13] دوره بازگشت زلزله‌های دریای مازندران و پیرامون آن را برآورد نمودند، شکل (7). بر این اساس هر 45 سال یک زلزله با بزرگای 6/5، هر 130 سال با بزرگای 7، هر 370 سال زلزله‌ای با بزرگای 7/5 ریشتر در محدوده دریای مازندران انتظار می‌رود. البته در کل منطقه مازندران و پیرامون آن دوره بازگشت‌ها کمتر خواهد بود. به‌گونه‌ای که زلزله‌ای با بزرگای 6/5 هر 8 سال و زلزله‌ای با بزرگای 7/5 هر 71 سال رخ خواهد داد. در صورتی که بزرگای زلزله آستانه برای رخداد سونامی را 6/8 و تنها زلزله‌های بستر



شکل (6): توزیع زلزله‌های رخ داده از سال 1901 تا 2012 با بزرگای بیشتر از 5 ریشتر در دریای مازندران و پیرامون آن (برگرفته از بانک اطلاعات زمین‌لرزه‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله).

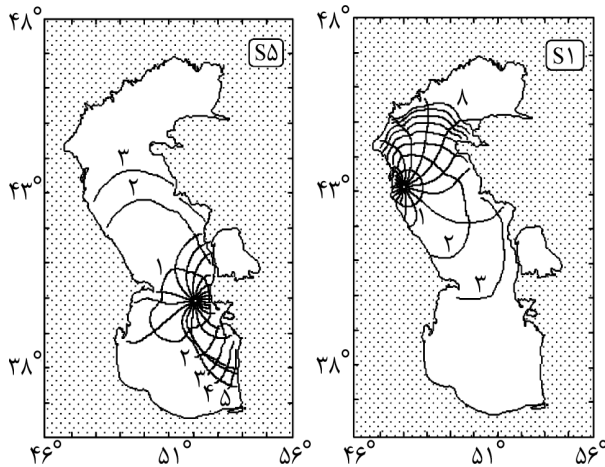
می‌نماید. دستنکو و همکاران [8] نیز سونامی‌های دریای مازندران را ناشی از زلزله‌های دریایی و خشکی می‌دانند. پلینوسکی [6] بر اساس روابط تجربی به‌دست‌آمده از مشاهدات در اقیانوس آرام، ارتفاع امواج و نوسانات آبی ناشی از سونامی در دریای مازندران را 0/5 تا 2/6 متر برآورد نموده است. در مطالعه‌ای دیگر، سولویو و پوپلاسکایا [10] حداکثر ارتفاع سونامی ممکن در دریای مازندران را 3 متر برآورد کرده است. مقادیر برآورد شده توسط این محققین با مشاهدات تاریخی از سونامی در دریای مازندران که حداکثر 1 تا 2 متر نوسانات سطح آب را نشان می‌دهد، قابل مقایسه است.

4-1 - سونامی در اثر زلزله در دریای مازندران

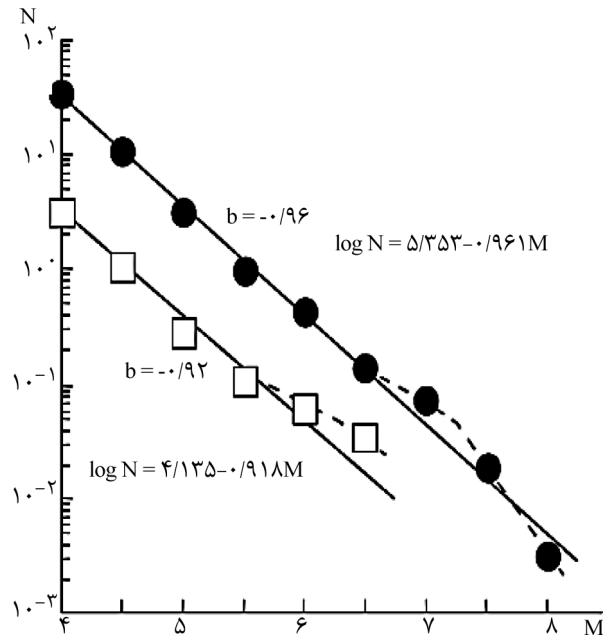
دریای مازندران در ناحیه‌ای با لرزه‌خیزی بالا واقع شده است. گسل معکوس مازندران در جنوب، گسل امتدادلغز آستارا در جنوب غرب و ادامه گسل اصلی کپه داغ با مؤلفه راندگی و امتدادلغز در برجستگی‌های زیردریایی سرت، مهم‌ترین ساختارهای تکتونیکی لرزه‌زا در دریای مازندران میانی و جنوبی به شمار می‌آیند. در کنار ساختارهای تکتونیکی مذکور گسل‌های متعددی نیز حضور دارند که فعالیت هر یک از آن‌ها می‌تواند پدیده سونامی را در پی داشته باشد.

زلزله آستانه با بزرگای 6/8 در مقیاس ریشتر توسط دستنکو و همکاران [7] برای سونامی در دریای مازندران پیشنهاد شده است. در مقایسه این حد معادل حد کمینه بزرگای پیشنهادشده برای دریای مدیترانه است؛ اما در اقیانوس آرام این حد کمینه 7/2 ریشتر تعیین شده است [11] که این اختلاف به تفاوت در عمق کانونی زلزله‌ها در اقیانوس آرام (20 تا 50 کیلومتر) و دریای مازندران (15 تا 20 کیلومتر) مربوط است [8].

در مطالعه لرزه‌خیزی مازندران میانی که توسط پناهی و کاسپارو [12] انجام شد، این محققین هفت منطقه را به‌عنوان مناطق دارای لرزه‌خیزی بالا عنوان داشتند که این مناطق در شکل (5) از S1 تا S7 نمایش داده شده‌اند. دستنکو و همکاران [7] این مناطق را به‌عنوان محتمل‌ترین مناطق برای رخداد سونامی‌های ناشی از زلزله در دریای مازندران معرفی



شکل (8): نحوه انتشار امواج بلند سونامی (Long Wave) برای دو چشمه لرزه‌ای در دریای مازندران که با استفاده از مدل‌سازی عددی به دست آمده است. زمان انتشار سونامی در زمان‌های مختلف برحسب ساعت نمایش داده شده است [8].



شکل (7): توزیع فراوانی- بزرگا در دریای مازندران و مناطق پیرامون آن. دایره‌های سیاه و منحنی منطبق بر آن مربوط به کل دریای مازندران و مناطق پیرامون آن در خشکی از جمله منطقه البرز در ایران، قفقاز در آذربایجان و کپه داغ در شمال شرق ایران و ترکمنستان بوده و مربع‌های توخالی، تنها مربوط به محدوده دریای مازندران هستند [13].

4-2 - سونامی در اثر زمین‌لغزش‌ها و گلفشان‌های زیردریایی در دریای مازندران

در دریای مازندران به جز زلزله که اصلی‌ترین عامل بالقوه سونامی به شمار می‌آید؛ زمین‌لغزش و گلفشان‌های زیردریایی نیز می‌توانند انرژی اولیه کافی برای ایجاد سونامی را تولید نمایند. تاکنون گزارشی از سونامی ناشی از زمین‌لغزش در دریای مازندران گزارش نشده است؛ اما مطالعات مختلف در بستر دریای مازندران نشان‌دهنده گسترش این نوع از ناپایداری‌ها در این دریاست. زمین‌لغزش‌ها و گلفشان‌های دریای مازندران در بخش مجزایی مورد بررسی قرار گرفته است از این رو در این بخش به مدل‌سازی‌های انجام‌شده به منظور بررسی سونامی احتمالی ناشی از زمین‌لغزش پرداخته می‌شود.

سلطانپور و راستگفتار [14] طی مطالعه‌ای که در دانشگاه خواجه‌نصیرالدین طوسی انجام دادند، سونامی ناشی از فعالیت احتمالی زمین‌لغزشی فرضی در منطقه دربند (Derbent) با مشخصات ارائه‌شده در جدول (2) را با استفاده از GEOWAVE که خود ترکیبی از دو مدل FUNWAVE و TOPICS است، مدل‌سازی نموده و اثرات آن را در سواحل کشورهای منطقه مورد بررسی قرار دادند. بر اساس این

را در نظر بگیریم هر 85 سال یک سونامی نسبتاً بزرگ و اگر زلزله‌های کل منطقه را در نظر بگیریم، هر 15 سال انتظار یک سونامی کوچک‌تر می‌رود. دوتسنکو و همکاران [8] رخداد سونامی‌های ناشی از زلزله در دریای مازندران را به روش عددی مدل‌سازی کرده‌اند. در این مدل‌سازی که برای دو چشمه لرزه‌ای انجام شده، شکل (8)، وضعیت توپوگرافی بستر دریای مازندران با یک شبکه متشکل از 41×78 گره با فواصل 15 کیلومتری وارد محاسبات شده است.

شکل (8)، نحوه پراکندگی و انتشار امواج سونامی که از این مدل‌سازی به دست آمده را ارائه می‌دهند. بر اساس مطالعات فوق منطقه کم‌عمق آبشوران به صورت یک هدایت‌گر امواج سونامی نقش ایفا می‌نماید. در ادامه این مطالعه، ارتفاع امواج سونامی نیز مدل‌سازی شده است. بر اساس این مدل‌سازی، سواحل شبه‌جزیره آبشوران و سواحل واقع در بخش شرقی دریای مازندران بین کراسنوووسک و چلکن مهم‌ترین مناطق تحت تأثیر خطر سونامی هستند.

گرفته شده است بیشترین افت تراز آب در زمان وقوع در سواحل غربی و بیشتر افزایش تراز آب در سواحل شرقی رخ خواهد داد. شکل (9) گسترش امواج سونامی در زمان‌های مختلف و شکل (10) دامنه امواج سونامی در زمان و در سواحل مختلف را نشان می‌دهند. همان‌طور که مشاهده می‌شود حداکثر ارتفاع موج سونامی ناشی از زمین‌لغزش در دریای مازندران 3 متر برآورد شده است که با ارتفاع امواج ناشی از زلزله قابل مقایسه است.

در مطالعه دیگری که در پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی انجام شده، امواج سونامی ناشی از رانش یک زمین‌لغزش زیردریایی در نزدیکی مصب رودخانه سفیدرود مدل‌سازی شده است. نتایج این مدل‌سازی نشان می‌دهد با وجود اینکه امواج سونامی در بدو ایجاد ارتفاع زیادی دارند اما با دور شدن از محل زمین‌لغزش، امواج سونامی به سرعت کاهش می‌یابد، به گونه‌ای که در مجاورت زمین‌لغزش امواجی به بلندی حدود 4 متر ایجاد شده است؛ اما در مناطق دورتر نظیر بندر انزلی ارتفاع امواج به حدود 1 متر کاهش می‌یابد [15].

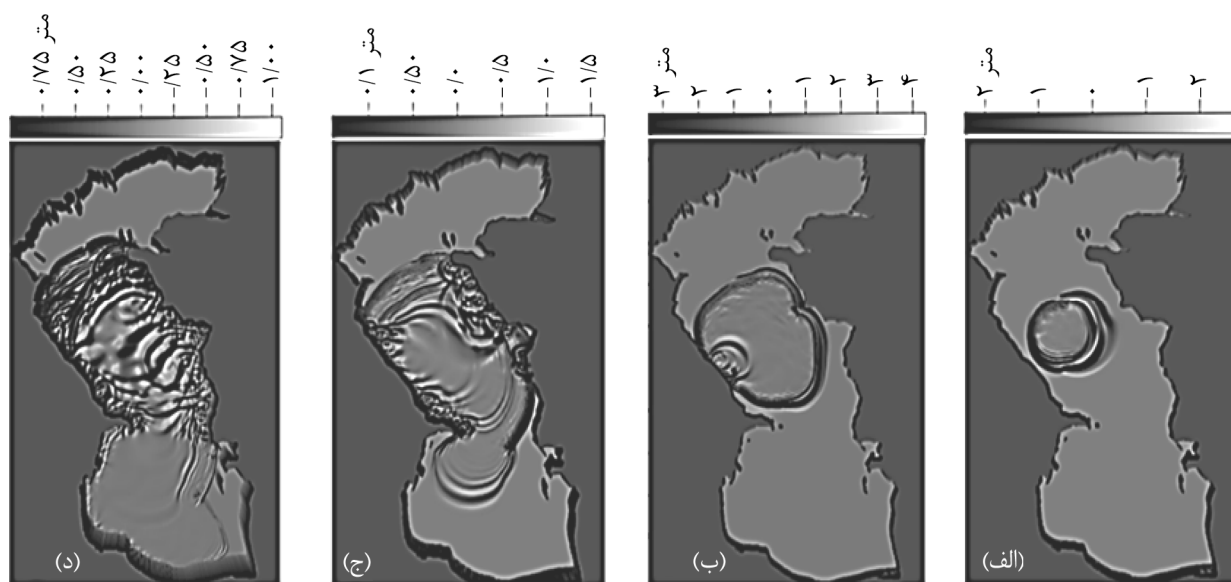
لازم به ذکر است در مورد سونامی‌های ناشی از گل‌فشان‌ها در دریای مازندران مطالعه‌ای انجام نشده و توجه به این مهم در مطالعات آتی ضروری به نظر می‌رسد.

مطالعه مشخص شد که امواج سونامی ناشی از زمین‌لغزش به صورت شعاعی و دایره‌وار گسترش یافته و با رسیدن به سواحل کشورهای مجاور تشدید شده؛ اما در فواصل دورتر به سرعت کاهیده شده و اثر محدودی از آن در سواحل کشورهای دورتر دیده خواهد شد.

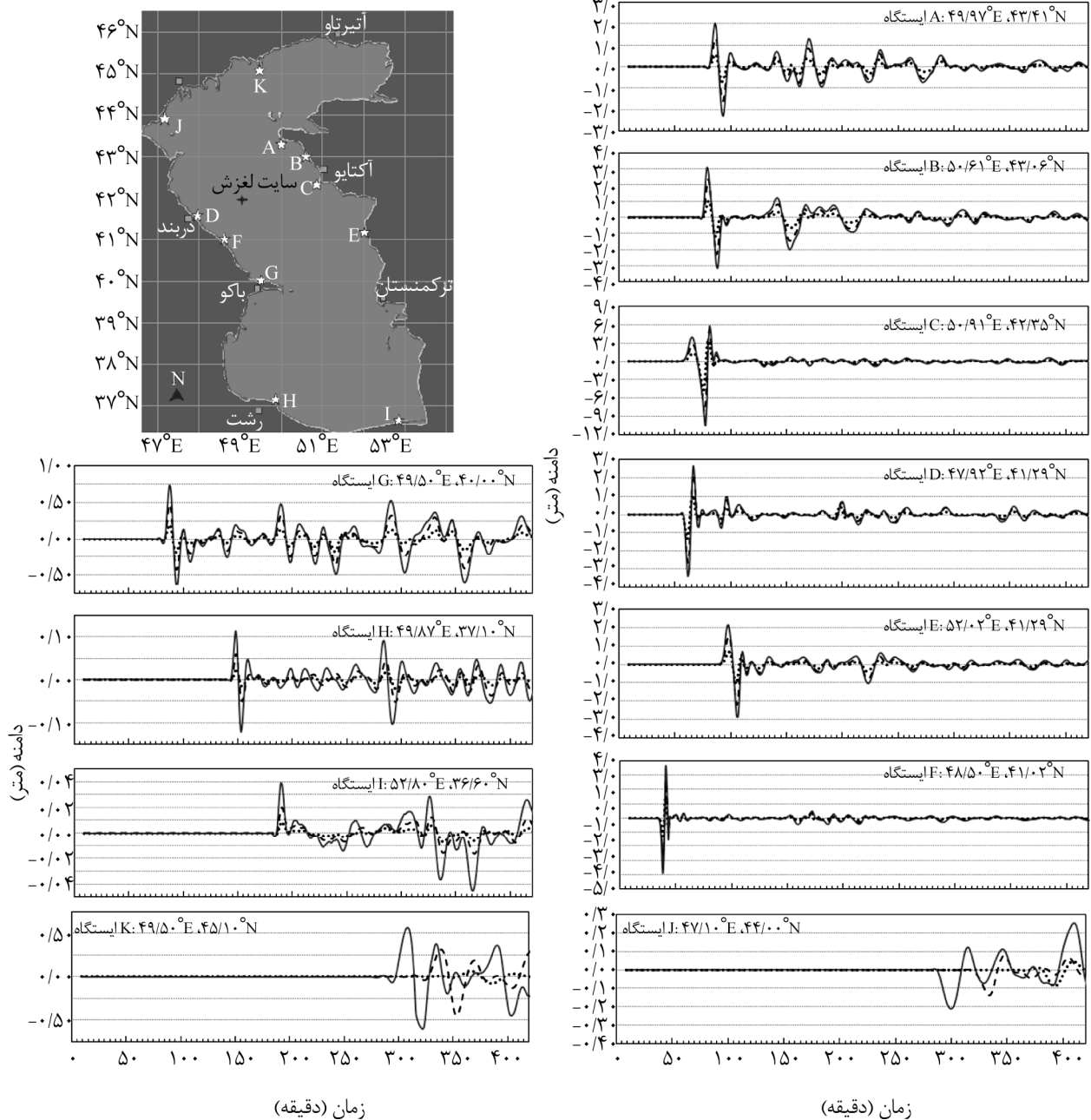
جدول (2): مشخصات زمین‌لغزش فرض شده برای مدل‌سازی سونامی در دریای مازندران [15].

ویژگی	مقدار
شیب	2 درجه
طول زمین‌لغزش	5300 متر
حداکثر ضخامت	1100 متر
عمق آب در وسط زمین‌لغزش	415 متر

در این مطالعه همچنین اثر افزایش ابعاد زمین‌لغزش بر روی سونامی بررسی شده و مشخص شده مطابق با انتظار، با افزایش عرض زمین‌لغزش، ارتفاع امواج سونامی در سواحل افزایش می‌یابد. مطابق با این مدل‌سازی، بیشترین خطر سونامی ناشی از زمین‌لغزشی با مشخصات ذکر شده، بخش‌های جنوبی داغستان، شمال آذربایجان و آکٹائو (Aqtau) در قزاقستان را متأثر نموده و اولین امواج سونامی پس از 35 دقیقه به این مناطق خواهد رسید. با توجه به این که جهت زمین‌لغزش رو به شرق در نظر



شکل (9): گسترش امواج سونامی پس از (الف) 0/5، (ب) 1، (ج) 1/5 و (د) 2 ساعت پس از وقوع زمین‌لغزش [15].



شکل (10): ارتفاع امواج سونامی در زمان در سواحل مختلف کشورهای منطقه خلیج فارس. خطوط نقطه چین، منقطع و پیوسته به ترتیب برای زمین لغزشی به عرض 1000 متر، 2000 متر و 3000 متر ترسیم شده اند [15].

5 - جمع بندی

سونامی با ارتفاعی تا حداکثر 3 متر را در دریای مازندران انتظار داشت. مطالعات انجام شده در دریای مازندران عموماً در بخش‌های میانی آن متمرکز بوده و بخش‌های جنوبی دریا و خطر سونامی در سواحل ایران کمتر مورد توجه قرار گرفته است. از آنجایی که منطقه عمیق دریای مازندران به مرزهای ایران نزدیک‌تر بوده و عمق دریا عاملی مؤثر در سونامی محسوب می‌شود از یک سو و تمرکز زلزله‌های

با مرور مطالعات انجام شده اعم از گزارش‌های موجود از سونامی‌ها یا رخداد‌های مشکوک به سونامی در دریای مازندران و نیز مدل‌سازی‌ها و برآوردهای انجام شده از طرف محققین مختلف و در نظر گرفتن لرزه‌خیزی بالای منطقه دریای مازندران و وجود زمین لغزش‌ها و گل‌فشان‌های متعدد زیردریایی به عنوان عوامل محرک سونامی، می‌توان وقوع

8. Dotsenko, S.F., Kuzin, I., Levin, B.V., and Solovieva, O.N. (2002) Tsunami in the CS: Historical events, regional seismicity and numerical modeling, *Apetropavlovsk-Kamchatsky Tsunami Workshop Russia*.
9. Ambraseys, N.N. and Melville, C.P. (2005) *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press.
10. Soloviev, S.L. and Poplavakaya, L.N. (1982) Evaluation of tsunamirisk from the local earthquake based on the macroseismic effect. *Physics of the Earth*, **11**, 87-91.
11. Soloviev, S.L., Solovieva, O.N., Go, C.N., Kim, K.S., Shchetnikov, N.A. (2000) *Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 BC-2000 AD*, Springer. 237p.
12. Panahi, B.M. and K.V. A., (1988) Problems of seismic regime of the Caspian Sea. *Academy of Sciences of the Azerbaijan SSR*, 91-98.
13. Ulomov, V. (2003) A three-dimensional model of the lithosphere dynamics, seismicity structure, and variations in the Caspian sea level. *Izvestiia Physics of The Solid Earth C/C of Fizika Zemli-Rossiiskaia Akademiia Nauk*, **39**(5), 353-364.
14. Soltanpour, M. and Rastgoftar, E. (2011) Study of tsunami attacks on neighboring countries of caspian sea caused by a probable submarine landslide. *Journal of Coastal Research*, 1195-1199.
15. Akbarpour Jannat, M., Chegini, V., Alizadeh, H., and Rastgoftar, E. (2013) Risk Assessment and Numerical Modeling of Tsunami Waves in Caspian Sea. *Iranian Institute of Oceanography and Atmospheric Science*.

گذشته که در بخش جنوبی دریای مازندران و در سواحل ایران است از سویی دیگر، مطالعه و مدل سازی سونامی با در نظر گرفتن چشمه‌هایی در مناطق جنوبی دریای مازندران ضروری به نظر می‌رسد.

سیاسگزارى

این پژوهش با حمایت‌های پژوهشگاه ملی اقیانوس-شناسی و علوم جوی انجام شده و مؤلف لازم می‌داند کمال قدردانی خود را اعلام دارد.

مراجع

1. Ward, S.N. (2002) "Tsunami" in encyclopedia of physical science and technology. Ed. Meyers R.A., Academic Press, **17**, 175-191.
2. Yanovskaya, T., Romanelli, F., and Panza, G. (1999) Tsunami excitation by inland/coastal earthquakes: the Green function approach. *Natural Hazards and Earth System Science*, **3**(5), 353-365.
3. Legg, M.R., Borrero, J.C., and Synolakis, C.E. (2004) Tsunami hazards associated with the Catalina fault in southern California. *Earthquake Spectra*, **20**(3), 917-950.
4. McSaveney, M.J., Goff, J.R., Darby, D.J., Goldsmith, P., Barnett, A., Elliott, S., Nongkas, M. (2000) 17 July 1998 tsunami Papua New Guinea: evidence and initial interpretation. *Marine Geology*, **170**, 81-92.
5. Nikonov, A.A. (1996) Is there tsunami in the Caspian Sea? *Priroda*, **1**, 72-73 (in Russian).
6. Pelinovsky, E.N. (1999) *Preliminary estimates of tsunami risk in the Caspian Sea*. Report No 480, Inst. Applied Physics, RAS, Nizhny Novgorod.
7. Dotsenko, S.F., Kuzin, I.P., Levin, B.W. and Solovieva, O.N. (2000) General characteristics of tsunami in the Caspian Sea. *Marine Hydrophysical Journal*, **3**, 20-31.